doi:10.13866/j.azr.2019.02.02

基于树轮宽度的澜沧江源区干旱重建[①]

黄小梅[1]， 肖丁木[2]， 秦宁生[3]

（1. 中国气象局成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室，四川 成都 610072；
2. 四川省气象台，四川 成都 610072；3. 四川省气候中心，四川 成都 610072）

摘　要：依据采自青海省杂多县昂赛乡的树轮样本，建立树轮宽度差值年表（RES）。相关普查表明，澜沧江源区6—7月平均的12个月时间尺度标准化降水蒸散指数（SPEI）与RES年表具有显著的正相关。利用RES年表重建了澜沧江源区1639—2013年6—7月平均的SPEI变化序列，重建方程方差解释量达到37.4%，且经过交叉检验证明了方程的稳定性。重建序列展示了澜沧江源区干旱的长期变化情况，发现1694—1710、1753—1778、1830—1847、1862—1872、1892—1908、1919—1929、1978—1989年共7个偏湿阶段和1646—1673、1682—1693、1711—1731、1735—1752、1796—1809、1817—1829、1848—1861、1873—1886、1949—1959、1990—2000年10个偏干阶段。重建的SPEI序列存在30～64、19～21、4.2～4.3、2.6～3.2、2.5 a和2.2 a左右的显著变化周期。相关分析表明，赤道中东太平洋海温对澜沧江源区干湿变化具有显著影响。此外，澜沧江源区干湿变化可能与厄尔尼诺－南方涛动（ENSO）、太平洋年代际振荡（PDO）、太阳活动等大尺度的气候驱动因子存在一定的联系。此次SPEI重建为澜沧江源区提供了长期干旱变化历史，可为该区水资源管理提供科学依据。

关键词：澜沧江源区；树轮宽度；SPEI重建

三江源地处青藏高原腹地，是长江、黄河、澜沧江的源头，被誉为“中国水塔”[1]。该地区地形复杂，气候多变，是中国淡水资源的重要补给区，其生态环境和气候变化不仅会影响当地水资源的开发和利用，而且对我国乃至全球气候变化也会产生重要的影响[2-4]。澜沧江发源于青海省玉树自治州，位于三江源核心区，干流全长4 880 km，流域面积约为8.1×10^5 km^2，年径流量4 633$\times10^8$ m^3[5]。流域水资源主要靠雪冰融水和大气降水补给，受气候变化影响较大。近年来，全球气候变化引起了流域气温、降水、径流和蒸发等气候水文要素的变化，使流域水资源量和干支流流量发生变化，导致干旱、洪涝等极端事件频率和强度增加，对整个流域的水资源环境、自然生态系统造成严重威胁[6]。因此，深入研究澜沧江源区干旱历史变化特征及其可能的气候影响机理，预测未来干旱变化的趋势，对流域生态环境、经济建设以及水资源管理具有重要的科学意义。

然而，由于该区域仪器记录的气候数据年代较短，为了更好地理解区域气候变化的长期历史，需要借助高分辨率的古气候代用指标。鉴于树木年轮资料具有地域分布广且易于采样、定年准确、时间分辨率高、与气候水文要素相关度高等优点，国内许多学者利用树木年轮资料研究了过去的气候变化[7-10]。在青藏高原三江源区，已有一些关于降水、气温、径流等气候水文要素的重建工作[11-17]，但目前在澜沧江源区基于局地树轮资料的干旱重建还不多见。因此，还需要进行更多的树轮气候学研究，以获得更多关于该区域历史干旱变化的信息。

标准化降水蒸散指数SPEI（standardized precipitation evapotranspiration index）是在标准化降水指数SPI（standardized precipitation index）的基础上，引入潜在蒸发项所构建[18]。SPEI是一种较新的干旱指数，既具有多时间尺度的优点，又考虑了气温变化对干旱的影响[19]。它不仅能够识别干旱事件的开始和结束时间，而且可以依据干旱的强度和持续时间衡量其严重程度，目前该指数在全球范围已被广泛应用于干旱分析和评估[20-23]。SPEI的数值越大说明湿润程度越高，数值越小说明干旱程度越强。Gou等[24]利用树轮宽度资料重建了青藏高原东北部SPEI过去千年的变化历史，表明SPEI在

① **收稿日期：**2018-06-27； **修订日期：**2018-09-27
基金项目：国家自然科学基金（41772173）；中国沙漠气象科学研究基金（Sqj2016002）
作者简介：黄小梅（1987-），女，助理研究员，硕士，主要研究方向为青藏高原气候变化和气候诊断. E-mail：hxmlovely@163.com
通讯作者：秦宁生. E-mail：qinns0515@163.com

该区域的树轮学研究中已受到关注。本文依据采自澜沧江源区的树木年轮数据,重建了自 1639 年以来的 375 a 该区域的 12 个月时间尺度 6—7 月平均 SPEI 的变化历史,基于重建结果,分析区域干旱历史变化特征,并初步分析区域干旱变化的可能气候影响机理。以期为政府部门制定适应和减缓旱涝灾害的对策以及建立合理的水资源可持续管理方案提供新的基础资料。

1 材料与方法

1.1 研究区概况和资料选取

研究区地处青藏高原东北部澜沧江上游,采样点位于青海省杂多县昂赛乡,为高原寒温性气候[25]。区内海拔较高,树木较少受人类活动影响[14]。在遵循树轮气候学采样点选择的基本原理基础上,还考虑了坡向与空间分布等因子的影响,进行合理的采样布局(图 1,表 1)。采样树种为大果圆柏(*Sabina tibetica*),主要生长在海拔 3 992 ~ 4 092 m,坡度为 30° ~40°的南坡上,采样时间为 2013 年 9 月。总共采集了 28 棵树,得到 56 个树芯。选取离采样点较近的杂多(95°18′E,32°54′N)和囊谦(96°29′E,32°12′N)两个气象站,选取的时间范围均为 1961—2013 年。利用 Mann-Kendell 方法和double-mass analysis 方法对气象要素进行均一性检验[26-27],结果表明两站的气象要素无随机突变和明显的不均匀分布。由图 2 可见,杂多和囊谦站月平均气温和月降水量具有明显的季节性。月平均气温 7 月最高 1 月最低,月降水量在 6 月或 7 月最大。暖季(5—9 月)两站降水量分别占全年降水量的 85.9% 和 88.5%。该区域夏季(6—8 月)降水量最大且雨热同期,冬季寒冷干燥。由于多个气象站的气候要素平均值比单个站点的能更好代表区域气候信息,因而本文采用杂多和囊谦两站的算数平均序列进行后续分析。

表 1 树轮采样点概况

Tab. 1 Survey of the tree-ring sampling sites

采样点名称	北纬(N)	东经(E)	样芯/树	坡度/(°)	坡向	海拔/m
昂赛乡	32°42′	95°37′	56/28	30 ~ 40	阳坡	3 992 ~ 4 092

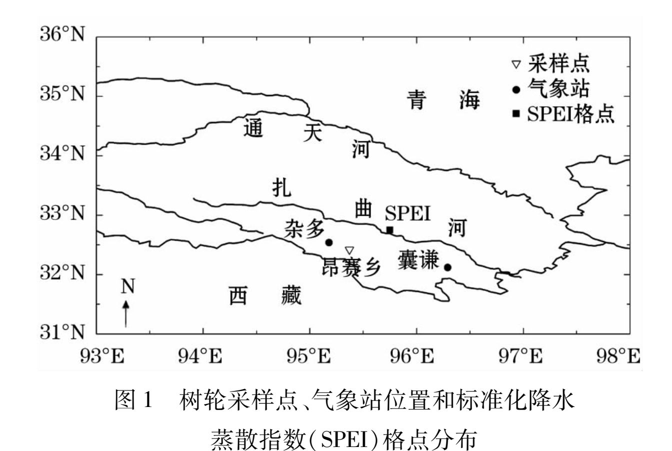


图 1 树轮采样点、气象站位置和标准化降水蒸散指数(SPEI)格点分布

Fig. 1 Locations of tree-ring sampling sites and meteorological stations and distribution of SPEI grid points

本文使用的 SPEI 源于荷兰皇家气象研究所的数据共享网站(http://climexp.knmi.nl/)。SPEI 数据集资料的分辨率为 0.5° ×0.5°,采用的时间尺度为 12 个月,时间范围为 1961—2013 年,选取距离采样点最近的 SPEI 格点(32.75°N,95.75°E)进行分析。

1.2 年表研制

在中国科学院地理科学与资源研究所树轮实验室完成了树轮样本的量测,并严格按照目前国际通用的基本程序进行了样本的预处理。为了剔除奇异点过多和与主序列之间相关性较差的个别样本,利用国际树木年轮库的COFECHA程序[28]对交叉定

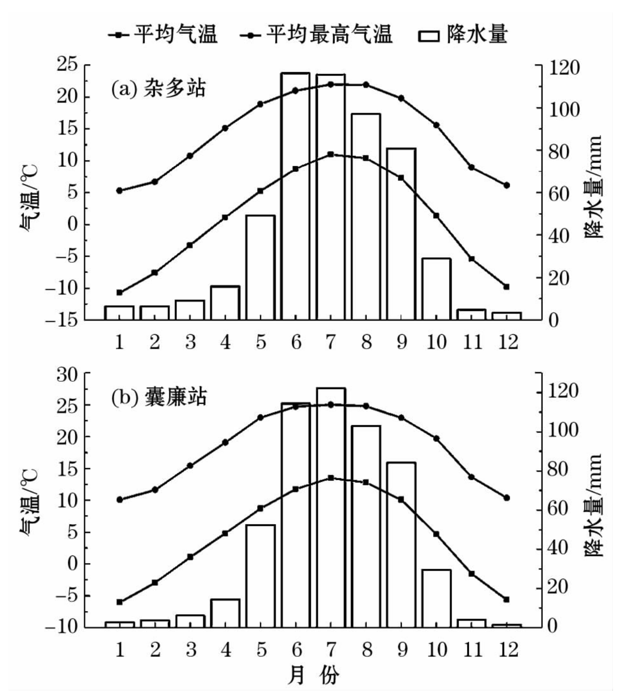


图 2 1961—2013 年杂多和囊谦气象站月降水量、平均气温和月平均最高气温的年内分布

Fig. 2 Mean monthly rainfall and temperature and maximum temperature at Zaduo and Nangqian meteorological stations during 1961 - 2013

年结果进行了质量控制。然后,使用 ARSTAN 软件[29]建立年表。通过对原始序列进行比较分析,并反复试用不同的拟合方法,最终选用了步长为 100 的样条函数进行树木生长趋势的拟合。对个别生长趋势不符合上述函数曲线的序列,需要调整使用负指数函数和 Hugershoff 曲线[30]进行分别拟合。最后,将拟合后的各序列合成得到 3 种类型的树轮宽度年表:标准化年表(STD)、差值年表(RES)和自回归年表(ARS)。并选择含有较多高频信息的 RES 年表进行后续分析。表 2 给出了采样点 RES 年表的部分统计特征及公共区间分析结果,由表 2 可见,RES 年表可靠时段为 1639—2013 年,共 375 a。

表 2 采样点树轮差值年表(RES)统计特征及公共区间(1800—2000 年)分析结果

Tab. 2 Statistical characteristics and common intervals (1800 – 2000) of residual tree-ring chronology (RES)

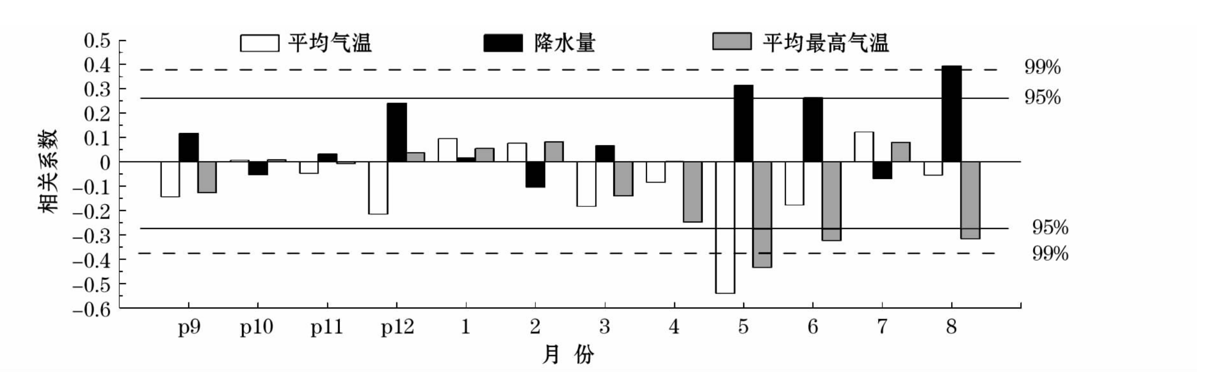
昂赛乡	统计量
1474—2013 年	年表长度
1639/9	SSS > 0.85 的起始年/样芯数
0.27	平均敏感度
0.212	年表标准差
0.40	所有序列相关系数
0.40	树间相关系数
0.63	树内相关系数
21.42	信噪比
0.96	样本量总体代表性(EPS)
42.6%	第一主成分方差解释量

2 结果与分析

2.1 树轮宽度对气候因子的响应

为了分析树轮年表所包含的气候信息,利用距离采样点较近的杂多、囊谦两个气象站区域平均的降水和气温数据,将 RES 年表与上一年 9 月到当年 8 月各气象要素序列进行相关分析。结果表明,RES 年表与当年 5 月($P<0.05$)、6 月($P<0.05$)和 8 月($P<0.01$)降水呈显著正相关,同时,与当年 5 月($P<0.01$)平均气温和 5 月($P<0.01$)、6 月($P<0.05$)和 8 月($P<0.05$)平均最高气温呈显著负相关(图 3)。已有的研究[16,31]表明,在干旱 – 半干旱地区,树木生长季内降水量减少,气温的升高会导致树木呼吸和蒸腾作用加强,土壤的蒸散作用加强,从而限制树木的生长。树轮宽度指数与降水正相关,与气温负相关的气候响应模式为湿度压力型生长模型[31],这种生长模型在青藏高原地区已有的树轮研究中也得到证实[32-34]。

考虑到 SPEI 是个多时间尺度的干旱指数,以及 RES 年表与降水和气温的显著相关性,笔者计算了 RES 年表与各月时间尺度上 SPEI 的相关系数,结果表明,RES 年表与 SPEI 指数的相关系数随时间尺度的不同而变化,相关系数最高的 SPEI 时间尺度为 12 个月,说明研究区大果圆柏能够适应短期的干旱,树木的生长对干旱的响应主要发生在长时间尺度上。因此,笔者选取了 12 个月时间尺度的 SPEI 用于后续的干旱分析和重建。如图 4 所示,在 12 个月尺度上,RES 年表与 SPEI 数据的相关系数明显高于与降水和气温等气象因子。树木生长与上一年 9 月至当年 8 月连续 12 个月的 SPEI 都存在较好的正相关关系,其中以与当年 6 月相关系数最高($r=0.591$, $P<0.001$),与当年 5 月和 7 月相关系数也达到 0.5 以上(图 4)。这表明水分是限制研究区大果圆柏径向生长的主要因素,而且干旱指数比降水数据能更好的代表水分条件对树木生长的限制。对于多月组合的气象要素,RES 年表与当年 6—7 月平



注:p9、p10、p11 和 p12 分别代表上一年的 9 月、10 月、11 月和 12 月。下同。

图 3 采样点树轮宽度指数与各月气候要素之间的相关关系

Fig. 3 Correlation coefficients between tree-ring width index and climate factors in different months

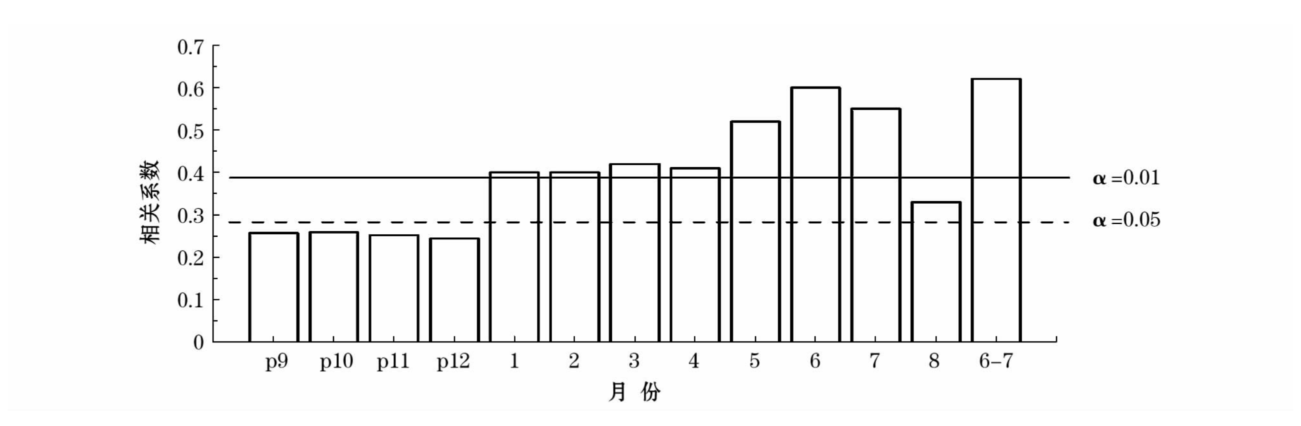


图 4　树轮宽度差值年表(RES)与 SPEI 的相关关系

Fig. 4　Correlation coefficients between residual tree-ring chronology (RES) and SPEI index

均的 SPEI 相关性最好,相关系数达 0.611($P<0.001$)。因此,它被确定为用于重建的气候要素。

2.2　SPEI 的重建与检验

在上述相关分析基础上,采用线性回归的方法建立了澜沧江源区 12 个月时间尺度的 6—7 月平均 $SPEI_{6-7}$与 RES 年表之间的回归方程:

$$SPEI_{6-7}=3.648RES-3.228$$

式中:$SPEI_{6-7}$代表 6—7 月平均澜沧江源区 SPEI;RES 代表树轮宽度差值年表序列。重建方程的相关系数达到 0.611($n=53$,$P<0.01$),重建方程可以解释研究区 6—7 月 SPEI 序列方差的 37.4%,调整自由度后为 36.2%。为验证重建方程的可靠性,笔者采用逐一剔除法对方程进行检验,检验的各项统计量列于表 3。结果表明,重建序列与实际值符号一致的年份有 35 a(通过了 0.05 显著性水平检验),一阶差符号一致的有 34 a(通过了 0.01 显著性水平检验)。此外,重建方程的乘积平均值 t 为 3.03,误差缩减值(RE)为 0.33,F 检验值为 30.46,都通过了 0.01 的显著性检验,上述统计量均表明了重建方程能较好地反映低频和高频的变化且稳定可靠。图 5 给出了重建的 6—7 月 SPEI 在 1961—2013 年与实际值的对比,从图中可以发现,重建的澜沧江源区 1961—2013年6—7月 SPEI序列基本能够再现实际的 SPEI 变化特征,重建曲线所反映出的高低频变化特征与实际曲线都具有良好的一致性。

表 3　转换方程和交叉检验的统计量

Tab. 3　Statistical parameters of the transfer equation and cross-validation

一阶差符号检验	符号检验	乘积平均值(t)	F 值	误差缩减值(RE)
34(32[a],34[b])	35(35[a],37[b])	3.03	30.46	0.33

注:a 表示达到 0.05 显著性所需同号数;b 表示达到 0.01 显著性所需的同号数。

2.3　重建序列变化特征分析

通过计算得出,重建的澜沧江源区 $SPEI_{6-7}$序列平均值为 0.372,标准差 σ 为 0.763。故定义:高于平均值 +1σ 的年份为湿润年,反之,低于平均值 −1σ 的年份为干旱年。在过去的 375 a 中,研究区的湿润年有 58 a,干旱年有 53 a,分别占总年份数的 15.5% 和 14.1%,正常年有 264 a,占总年份的 70.4%;极端湿润年份(>平均值 +2σ)有 5 a,极端干旱年份(<平均值 −2σ)有 12 a(表 4)。与青海玉树地区过去 500 a 的旱涝事件[35]进行比较可见,重建序列结果中反映的极端湿润年,如 1703、1704、

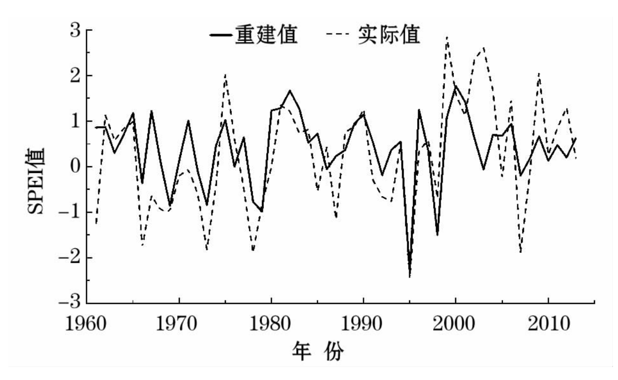


图 5　1961—2013 年 SPEI 实际值与重建值比较

Fig. 5　Comparison of the recorded and reconstructed values of SPEI during 1961 – 2013

表 4　1639—2013 年澜沧江源区极端干湿年

Tab. 4　Extreme wet-dry years in Headwaters of the Lancang River during 1639 – 2013

极端湿润年	1640,1699,1703,1704,1873
极端干旱年	1689,1700,1724,1727,1739,1749,1872,1910,1942,1953,1995,1998

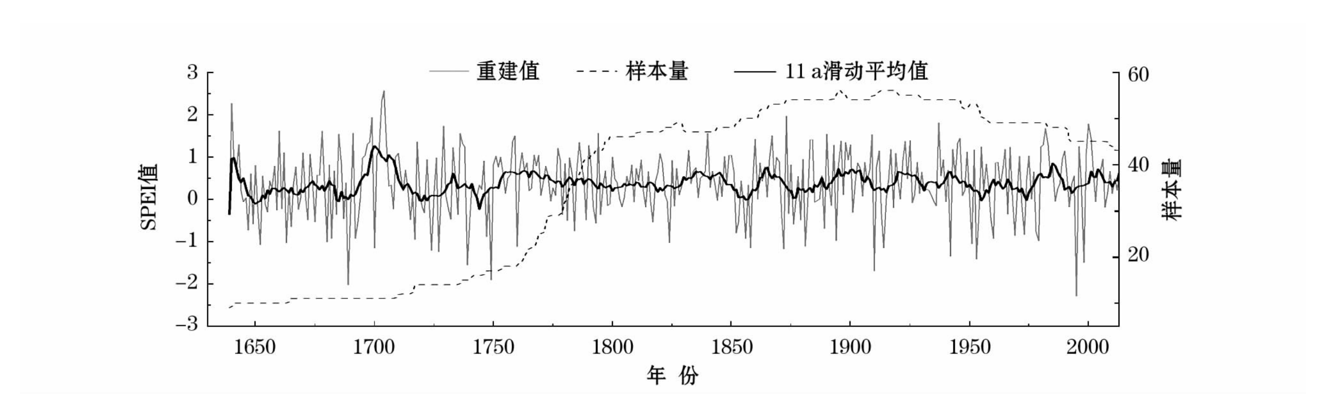


图 6　重建 SPEI 序列、11 a 滑动平均和样本量

Fig. 6　Reconstructed SPEI, 11 a moving average and the sampling size

1873 年与旱涝级别中的多雨年(旱涝等级≤2)相吻合;极端干旱年,如 1689、1727、1739、1749、1872、1910、1942、1953、1995 年也与旱涝级别中的少雨年(旱涝等级≥4)相一致,进一步说明了重建序列的可靠性。

为研究重建序列的年代际变化特征,对该序列做 11 a 滑动平均处理后(图 6),定义连续 11 a 以上高于均值的时段为偏湿阶段,连续 11 a 以上低于均值的时段为偏干阶段,发现 7 个偏湿持续阶段和 10 个偏干持续阶段(表 5)。最长偏湿时段为 1753—1778 年,共持续 26 a;最长偏干时段为 1646—1673 年,共持续 28 a。

利用多窗谱分析方法[36](MTM)对 $SPEI_{6-7}$ 重建序列进行周期分析,以了解近 375 a 来澜沧江源区干旱变化的周期性。由 MTM 谱估计和其相应的红噪声临界谱分析(图 7)发现,重建的 6—7 月平均 SPEI 序列具有 34 ~ 64、19 ~ 21、4.2 ~ 4.3、2.6 ~ 3.2、2.5 a和2.2 a左右的显著周期变化(达到了

表 5　1639—2013 年澜沧江源区干湿时段

Tab. 5　Wet - dry periods in Headwaters of the Lancang River during 1639 - 2013

偏湿阶段	6—7 月年均 SPEI	偏干阶段	6—7 月年均 SPEI
1694—1710 年	0.86	1646—1673 年	0.15
1753—1778 年	0.56	1682—1693 年	0.12
1830—1847 年	0.55	1711—1731 年	0.15
1862—1872 年	0.55	1735—1752 年	0.20
1892—1908 年	0.57	1796—1809 年	0.30
1919—1929 年	0.55	1817—1829 年	0.28
1978—1989 年	0.59	1848—1861 年	0.17
		1873—1886 年	0.20
		1949—1959 年	0.19
		1990—2000 年	0.28

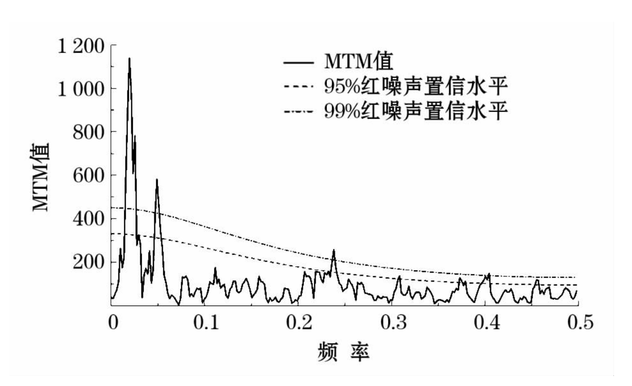


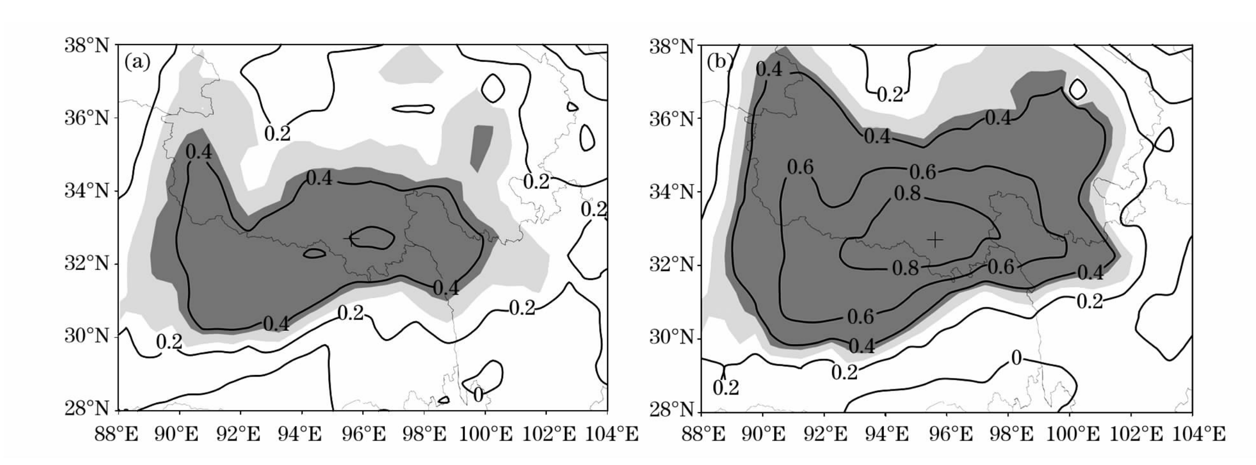
图 7　SPEI 序列的 MTM 谱估计及其相应的红噪声临界谱

Fig. 7　MTM spectrum of SPEI series and its corresponding red noise critical spectrum

95% 红噪声置信水平)。其中 34 ~ 64 a 和 19 ~ 21 a 左右的周期可能与太平洋年代际振荡(PDO)[37]及太阳活动有关[38]。4.2 ~ 4.3、2.6 ~ 3.2、2.5 a 和 2.2 a 的显著周期在厄尔尼诺 - 南方涛动(ENSO)变率的范围内[39],表明澜沧江源 SPEI 变化可能与 ENSO 具有一定的联系。

3　区域比较

为了检验重建 $SPEI_{6-7}$ 的空间代表性,分别对重建和观测的 $SPEI_{6-7}$ 序列与同期全球格点的 SPEI 数据进行空间相关分析。结果显示(图 8a),重建 $SPEI_{6-7}$ 与同期青藏高原中东部广大地区的 SPEI 具有显著正相关,相关系数最高的区域位于青海南部高原澜沧江源区(相关系数 $r > 0.6, P < 0.001, n = 53$)。虽然与观测(图 8b)相比,重建序列的相关系数值相对小一些,但两个空间相关场分布非常相似。观测和重建的 $SPEI_{6-7}$ 与我国青藏高原大部分区域的同期 SPEI 变化均有显著的正相关。表明此次重建的 $SPEI_{6-7}$ 可以代表较大区域范围的 $SPEI_{6-7}$



注:“+”表示树轮采样点位置;$SPEI_{6-7}$代表6—7月平均澜沧江源区SPEI。深(浅)阴影区表示通过99%(95%)的显著性检验。下同。

图8 $SPEI_{6-7}$重建(a)与观测(b)序列的空间相关性

Fig. 8 Spatial correlation between the reconstructed values (a) and observed series (b) of $SPEI_{6-7}$

变化。

为进一步验证重建序列的可靠性,选取了附近地区已有的研究结果进行了对比,秦宁生等[11]重建的青海南部高原春季(4—6月)湿润指数序列,Xiao等[16]重建的澜沧江源区扎曲河流域年流量序列,秦宁生等[13]重建的长江源区通天河流域年径流量序列,时兴合等[14]重建的青海杂多5—6月干燥度指数序列。经过计算发现(图9),本文重建的$SPEI_{6-7}$与扎曲河年流量、通天河径流量和青南高原4—6月湿润指数序列呈显著正相关且都达到了0.001的显著性水平,相关系数分别为0.54、0.47、0.46,与杂多地区5—6月干燥度指数呈显著负相关($r=-0.56, P<0.001$)。对重建序列进行11 a滑动平均后,相关系数分别为0.61、0.38、0.36和-0.42,均达到0.001显著性水平,表明5条曲线在低频变化上表现出较好的一致性。5条序列在18世纪00年代、19世纪30年代到40年代初、19世纪90年代末到20世纪00年代初为一致的湿润期,以及17世纪80年代末到90年代初、18世纪40年代、19世纪50年代末到60年代初为一致干旱期。这说明澜沧江源区干湿变化具有较强的一致性。

此次重建的$SPEI_{6-7}$所展示的年代际干湿阶段变化,也可以在青藏高原地区重建的干湿序列中得到一些印证。例如,本序列中存在的1735—1752年、1873—1886年、1949—1959年几个偏干旱时段与青藏高原东北部5—6月PDSI序列[40]中显示的干旱持续阶段较为一致。重建的SPEI序列中19世纪20年代的偏干旱持续阶段与多个基于树轮重建的青藏高原地区干湿序列[34,41-42]较为一致。这种干湿阶段的一致性,不仅证明了此次重建的$SPEI_{6-7}$的可靠性,还表明了青藏高原澜沧江源区的干湿变化对大尺度气候变化的响应在低频变化上具有一定区域代表性。另外,将重建的$SPEI_{6-7}$序列与Cook等[7]重建的亚洲地区夏季帕尔默干旱指数(Monsoon Asia drought atlas,MADA)格点数据进行对比,

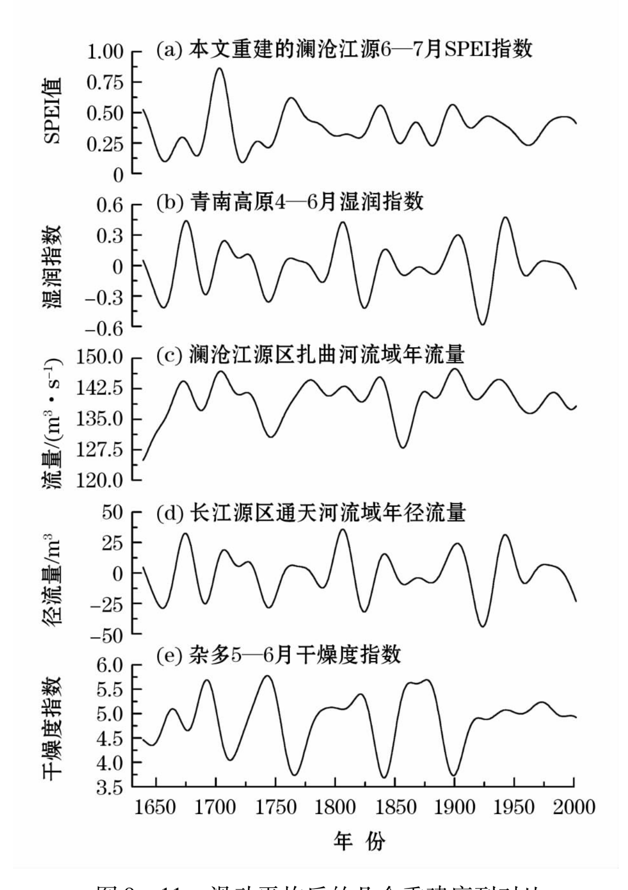


图9 11 a滑动平均后的几个重建序列对比

Fig. 9 Comparison of 11 year running averages between our reconstructed SPEI series and those in previous studies

计算重建序列与 MADA 中澜沧江源区采样点距离较近的格点重建数据在 1639—2005 年期间的相关系数;结果显示,重建的 $SPEI_{6-7}$ 序列与附近的 4 个 MADA 格点(93.75°E,33.75°N;93.75°E,31.25°N;96.25°E,33.75°N;96.25°E,31.25°N)序列相关系数都达到了 0.001 显著性水平,分别为 0.488、0.389、0.391 和 0.221,由此进一步证明了此次重建序列的可靠性。

4 与全球海温的关系

海温的变化可以通过影响大尺度大气环流系统异常,进而影响区域的降水、气温及干湿状况[43-46]。为了进一步研究澜沧江源区干旱变化的气候机理,基于上述对重建序列的周期分析结果,将重建的澜沧江源区 12 个月时间尺度的 6—7 月 SPEI 序列与前一年 7 月至当年 6 月平均的全球海表温度场 NCDCv3b ERSST [47]进行了空间相关分析,初步分析重建的澜沧江源区干湿变化与海温的关系。

相关分析结果如图 10 所示,在公共时段 1961—2013 年期间,重建的 $SPEI_{6-7}$ 序列与赤道中东太平洋(10°S ~ 10°N,120° ~ 180°W)海温呈显著负相关;与热带西太平洋(10° ~ 20° N,130° ~ 150°E)海温呈显著正相关。另外,在南半球太平洋西南部也具有显著的正相关区域。当赤道中东太平洋海域海温偏高(低)时,澜沧江源区 $SPEI_{6-7}$ 偏低(高),澜沧江源区气候偏干旱(湿润);当热带西太平洋区域和南半球太平洋西南部海温偏高(低)时,澜沧江源区 $SPEI_{6-7}$ 偏高(低),澜沧江源区气候偏湿润(干旱)。表明太平洋(尤其是赤道中东太平洋)海温对澜沧江源区干湿变化具有明显的影响,ENSO 对澜沧江源区气候干湿变化的影响具有季节延续性。这与吕爱锋等[43]对三江源地区径流变化对 ENSO 信号的响应关系结果以及 Xiao 等[16]对澜沧江上游扎曲河流域流量与太平洋海温的相关结果一致。

为进一步探讨区域干湿变化与大尺度环流系统的联系,将重建的 $SPEI_{6-7}$ 与上一年 7 月至当年 6 月的 NINO 3.4(http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list)指数序列进行公共时段内(1951—2013 年)的相关分析,发现二者存在显著负相关关系($r = -0.33, P < 0.01, n = 63$)。进一步表明澜沧江源区干旱变化与 ENSO 有密切联系。已有的基于观测资料的研究[48-49]指出,ENSO 对东亚气候的影响是通过一个正的热动力海气反馈机制而实现的。当海温处于 ElNino 位相,赤道中东太平洋海温升高会引起大气 Rossby 波响应,有利于西北太平洋海温偏冷,导致在菲律宾地区出现一个反气旋式环流异常,使东亚夏季风偏弱,季风输送到我国北方的水汽明显减弱,从而引起澜沧江源区气候偏干旱。而当海温处于 LaNiña 位相,情况则相反。

此外,笔者将重建序列进行 11 a 滑动平均处理后,发现其与 PDO 指数(http://www.atmos.washington.edu/~mantua/abst.PDO.html)显著相关,相关系数达 -0.44 ($P < 0.01$),暗示了 PDO 和青藏高原地区气候变化的联系,但 PDO 变化周期较长,而现有的气象观测资料年限较短,其对研究区干旱变化的具体影响机制仍有待于我们结合古气候和现代气候的研究方法进行深入研究。

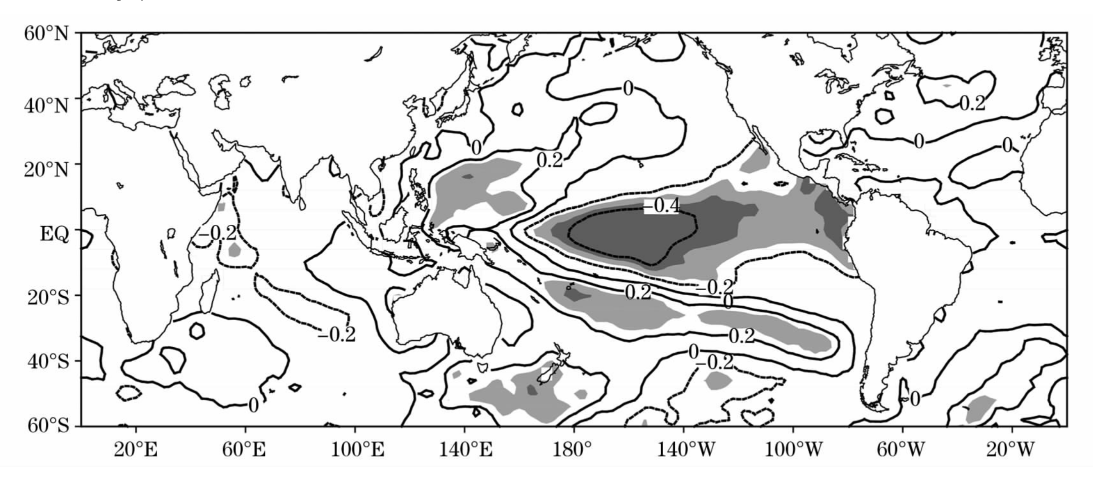


图 10 1961—2013 年澜沧江源区 $SPEI_{6-7}$ 重建序列与前一年 7 月至当年 6 月海温场相关系数分布

Fig. 10 Correlation coefficients between the reconstructed $SPEI_{6-7}$ and the sea surface temperature field from July of last year to June of that year during 1961 - 2013

5 结 论

（1）在青海省杂多县昂赛乡28棵大果圆柏上采集了56个样芯，得到一组树轮宽度样本，经过样本预处理、交叉定年、标准化等步骤，最终建立了RES年表。气候响应分析表明，RES年表与澜沧江源区干旱数据SPEI具有良好的相关性，且具有显著的树木生理学意义。综合考虑RES年表与气温、降水、SPEI的相关性，选取6—7月平均12个月尺度SPEI用于干旱重建，建立转换方程并单点重建了澜沧江源区近375 a来干旱历史变化，经过交叉检验，证明了此次重建序列的稳定性和可靠性。

（2）重建的澜沧江源区$SPEI_{6-7}$展现出了干旱的长期变化情况，发现1694—1710、1753—1778、1830—1847、1862—1872、1892—1908、1919—1929、1978—1989年共7个偏湿持续阶段和1646—1673、1682—1693、1711—1731、1735—1752、1796—1809、1817—1829、1848—1861、1873—1886、1949—1959、1990—2000年10个偏干持续阶段。1640、1699、1703、1704年和1873年为极端湿润年，共5 a；1689、1700、1724、1727、1739、1749、1872、1910、1942、1953、1995年和1998年为极端干旱年，共12 a。重建序列与青藏高原中东部干湿变化有较好的一致性，且在年代际时间尺度上与青藏高原区域的多个重建干湿序列体现的干湿阶段较为吻合。说明澜沧江源区的干湿变化在低频上对大尺度气候变化的响应，具有一定的区域代表性。

（3）周期分析结果显示，澜沧江源区干旱变化具有30~64、19~21、4.2~4.3、2.6~3.2、2.5 a和2.2 a左右的显著变化周期。周期变化也体现了PDO、太阳活动、ENSO变化可能与澜沧江源区干湿变化具有一定的联系。相关分析表明，赤道中东太平洋海温对澜沧江源区干湿变化具有显著影响。

参考文献(References)：

〔1〕 吕爱锋，贾绍凤，燕华云，等. 三江源地区融雪径流时间变化特征与趋势分析〔J〕. 资源科学，2009，31(10)：1 704－1 709. 〔Lü Aifeng，Jia Shaofeng，Yan Huayun，et al. Temporal variations and trend analysis of the snowmelt runoff timing across the source regions of the Yangtze River，Yellow River and Lancang River〔J〕. Resources Science，2009，31(10)：1 704－1 709.〕

〔2〕 马艳，靳立亚，段炼，等. 三江源湿地的退化对区域气候的影响〔J〕. 高原山地气象研究，2011，31(1)：42－45. 〔Ma Yan，Jin Liya，Duan Lian，et al. Impact of the wetland degeneracy in three-river source on regional climate model〔J〕. Plateau and Mountain Meteorology Research，2011，31(1)：42－45.〕

〔3〕 赵洪宇，张雪芹，解承莹. 多源水汽再分析资料在青藏高原的适用性评估〔J〕. 干旱区研究，2017，34(2)：300－308. 〔Zhao Hongyu，Zhang Xueqin，Xie Chengying. Applicability of reanalysis data of multi-source water vapor over the Tibetan Plateau〔J〕. Arid Zone Research，2017，34(2)：300－308.〕

〔4〕 王欢，李栋梁. 黄河源区径流量变化特征及其影响因子研究进展〔J〕. 高原山地气象研究，2013，33(2)：93－99. 〔Wang Huan，Li Dongliang. Research progress on variations and effectors of the runoff in the source region of Yellow River〔J〕. Plateau and Mountain Meteorology Research，2013，33(2)：93－99.〕

〔5〕 周长进，关志华. 澜沧江(湄公河)正源及其源头的再确定〔J〕. 地理研究，2001，20(2)：184－190. 〔Zhou Changjin，Guan Zhihua. The source of Lancangjiang (Mekong) River〔J〕. Geographical Research，2001，20(2)：184－190.〕

〔6〕 吴迪，赵勇，裴源生，等. 澜沧江－湄公河流域温度和降水变化趋势分析〔J〕. 中国水利科学研究院学报，2011，9(4)：304－312. 〔Wu Di，Zhao Yong，Pei Yuansheng，et al. Variation trends of temperature and precipitation in Lancang-Mekong River Basin during 1980－2009〔J〕. Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research，2011，9(4)：304－312.〕

〔7〕 Cook E R，Anchukaitis K J，Buckley B M，et al. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium〔J〕. Science，2010，328(5 977)：486－489.

〔8〕 Yang B，Qin C，Huang K，et al. Spatial and temporal patterns of variations in tree growth over the northeastern Tibetan Plateau during the period AD 1450－2001〔J〕. Holocene，2010，20：1 235－1 245.

〔9〕 秦宁生，时兴合，邵雪梅，等. 川西高原树木年轮所指示的平均最高气温变化〔J〕. 高原山地气象研究，2008，28(4)：18－24. 〔Qin Ningsheng，Shi Xinghe，Shao Xuemei，et al. Average maximum temperature change recorded by tree rings in West Sichuan Plateau〔J〕. Plateau and Mountain Meteorology Research，2008，28(4)：18－24.〕

〔10〕 程雪寒，吕利新. 藏东南树木年轮记载的公元1560年以来的极端干旱事件〔J〕. 第四纪研究，2015，35(5)：1 093－1 101. 〔Cheng Xuehan，Lü Lixin. Extreme drought events since 1560 A. D. recorded by tree rings on the southeast Qinghai-Tibetan Plateau〔J〕. Quaternary Sciences，2015，35(5)：1 093－1 101.〕

〔11〕 秦宁生，邵雪梅，靳立亚，等. 青海南部高原圆柏年轮指示的近500年来气候变化〔J〕. 科学通报，2003，48(19)：2 068－2 072. 〔Qin Ningsheng，Shao Xuemei，Jin Liya，et al. Climate change over southern Qinghai Plateau in the past 500 years recorded in *Sabina tibetica* tree rings〔J〕. Chinese Science Bulletin，2003，48(19)：2 068－2 072.〕

〔12〕 Gou X，Chen F，Cook E，et al. Streamflow variations of the Yellow River over the past 593 years in western China reconstructed from tree-rings〔J〕. Water Resource Research，2007，43：W6 434.

〔13〕 秦宁生，靳立亚，时兴合，等. 利用树轮资料重建通天河流域518年径流量〔J〕. 地理学报，2004，59(4)：550－556. 〔Qin Ningsheng，Jin Liya，Shi Xinghe，et al. A 518-year runoff reconstruction of Tongtian River basin using tree-ring width chronologies〔J〕. Acta Geographica Sinica，2004，59(4)：550－556.〕

〔14〕 时兴合，秦宁生，邵雪梅，等. 青海杂多圆柏年轮指示的近700年旱涝变化〔J〕. 高原气象，2009，28(4)：769－776.〔Shi Xinghe，Qin Ningsheng，Shao Xuemei，et al. The drought and flood signals in recent 700 years indicated by long tree-rings of Sabina Tibetica in Zaduo of Qinghai Province〔J〕. Plateau Meteorology，2009，28(4)：769－776.〕

〔15〕 Ye M L，Qin N S，Bai A J，et al. Tree ring width records of maximum temperature in April-June on source region of Yangtze River from 1470 to 2009〔J〕. Quaternary Sciences，2015，35(5)：1 102－1 111.

〔16〕 Xiao D M，Shao X M，Qin N S，et al. Tree-ring-based reconstruction of streamflow for the Zaqu River in the Lancang River source region，China，over the past 419 years〔J〕. Internatial Journal of Biometeorology，2017，61(7)：1 173－1 189.

〔17〕 肖丁木，秦宁生，黄小梅. 树轮记录的长江源区近412年以来3—5月降水量变化〔J〕. 冰川冻土，2016，38(6)：1 691－1 700.〔Xiao Dingmu，Qin Ningsheng，Huang Xiaomei. A 412-year March-May precipitation series reconstructed from tree-ring records in the source regions of Yangtze River〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology，2016，38(6)：1 691－1 700.〕

〔18〕 Vicente-Serrano S M，Beguería S，López-Moreno J I. A multiscalar drought index sensitive to global warming：the standardized precipitation evapotranspiration index〔J〕. Journal of Climate，2010，23：1 696－1 718.

〔19〕 Wang L，Chen W. Applicability analysis of standardized precipitation evapotranspiration index in drought monitoring in China〔J〕. Plateau Meteorology，2014，33(2)：423－431.

〔20〕 Allen K J，Ogden J，Buckley B M，et al. The potential to reconstruct broad scale climate indices associated with Southeast Australian droughts from *Athrotaxis* species，Tasmania〔J〕. Climate Dynamics，2011，37(9－10)：1 799－1 821.

〔21〕 Vicente-Serrano S M，Lopez-Moreno J I，Lorenzo-Lacruz J，et al. The NAO impact on droughts in the Mediterranean Region〔J〕. Hydrological，Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region，2011，46：23－40.

〔22〕 Bao G，Liu Y，Liu N，et al. Drought variability in Eastern Mongolian Plateau and its linkages to the large-scale climate forcing〔J〕. Climate Dynamics，2015，44：717－733.

〔23〕 Chen F，Yuan Y，Yu S，et al. A 225-year long drought reconstruction for east Xinjiang based on Siberia larch (*Larix sibirica*) tree-ring widths：Reveals the recent dry trend of the eastern end of Tien Shan〔J〕. Quaternary International，2015，358：42－47.

〔24〕 Gou X，Deng Y，Gao L，et al. Millennium tree-ring reconstruction of drought variability in the eastern Qilian Mountains，Northwest China〔J〕. Climate Dynamics，2014，45(7－8)：1 761－1 770.

〔25〕 The Editing Committee of Forest. Forest in Qinghai〔M〕. Beijing：China Forestry Publishing House，1993：240－245.

〔26〕 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术〔M〕. 北京：气象出版社，1999：1－275.〔Wei Fengying. Modern Weather Forecasting Techniques and Statistical Diagnosis〔M〕. Beijing：China Meteorological Press，1999：1－275.〕

〔27〕 Kohler M A. On the use of double-mass analysis for testing the consistency of meteorological record sand for making required adjustment〔J〕. Bulletin of American Meteorological Society，1949，30：188－189.

〔28〕 Holmes R L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement〔J〕. Tree-Ring Bulletin，1983，43：69－78.

〔29〕 Cook E R. A Time Series Analysis Approach to Tree-ring Standardization〔D〕. Tucson：University of Arizona，1985.

〔30〕 Fang K Y，Gou X H，Peters K，et al. Removing biological trends from tree-ring series：Testing modified hungeshoff curves〔J〕. Tree-ring Research，2010，66：51－59.

〔31〕 VFritts H C. Tree Ring and Climate〔M〕. London：Academic Press，1976：1－567.

〔32〕 Fan Z X，Brauning A，Cao K F. Tree-ring based drought reconstruction in the Hengduan Mountains Region (China) since A. D. 1655〔J〕. International Journal of Climatology，2008，28：1 879－1 887.

〔33〕 Zhang Q B，Cheng G D，Yao T D，et al. A 2 326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai－Tibetan Plateau〔J〕. Geophysical Research Letters，2003，30(14)：1 739.

〔34〕 肖丁木，秦宁生，黄小梅. 利用树轮资料重建黄河源区曲什安河1505—2010年流量变化〔J〕. 中国沙漠，2017，37(2)：372－383.〔Xiao Dingmu，Qin Ningsheng，Huang Xiaomei. Tree-ring based streamflow reconstruction for the Qushian River of Yellow River source region from 1505 to 2010〔J〕. Journal of Desert Research，2017，37(2)：372－383.〕

〔35〕 白虎志，董安祥，郑广芬，等. 中国西北地区近500年旱涝分布图集〔M〕. 北京：气象出版社，2010：211－223.〔Bai Huzhi，Dong Anxiang，Zheng Guangfen，et al. Yearly Charts of Dryness/Wetness in Northwest China for the Last 500－year Period〔M〕. Beijing：China Meteorological Press，2010：211－223.〕

〔36〕 Mann M E，Lees J M. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series〔J〕. Climatic Change，1996，33(3)：409－445.

〔37〕 Tourre Y M，Rajagopalan B，Kushnir Y，et al. Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific Basin during the 20th century〔J〕. Geophysical Research Letters，2001，28(10)：2 069－2 072.

〔38〕 Hale G E. Preliminary results of an attempt to detect the general magnetic field of the sun〔J〕. Astrophysical Journal，1913，38(1)：27－98.

〔39〕 Allan R，Lindesay J，Parker D. El Niño Southern Oscillation & Climatic Variability〔M〕. Australia：CSIRO Publishing，1998：405.

〔40〕 邢佩. 青藏高原树轮气候重建与中国东部树种的树轮气候学评价——以青海三江源、西藏昌都和浙江古田山地区为例〔D〕. 北京：中国科学院大学，2013.〔Xing Pei. Climate Reconstruction on the Qinghai-Tibetan Plateau Based on Tree Ring and Dendroclimatological Evaluation of Tree Species in Eastern China：A Case Study in Sanjiangyuan Region of Qinghai，Changdu Prefecture of Tibet and Gutian Mountain of Zhejiang〔D〕. Beijing：University of Chinese Academy of Sciences，2013.〕

〔41〕 Gou X H，Chen F H，Cook E，et al. Streamflow variations of the Yellow River over the past 593 years in Western China reconstructed from tree rings〔J〕. Water Resources Research，2007，43 (6)：1 820－1 830.

〔42〕 黄小梅，肖丁木，秦宁生. 大果圆柏树轮记录的公元1606—2012年长江源区4—6月帕尔默干旱指数变化〔J〕. 中国沙漠，

2017,37(4):784 – 792.〔Huang Xiaomei, Xiao Dingmu, Qin Ningsheng. Palmer Drought Severity Index in April – June reconstruction based on Juniper Tibetica tree-ring during 1606 – 2012 in the Yangtze River source region〔J〕. Journal of Desert Research, 2017,37(4):784 – 792.〕

〔43〕吕爱锋,贾绍凤,王素慧,等. PDO 和 ENSO 指数与三江源地区径流变化的相关关系研究〔J〕. 南水北调与水利科技,2010,8(2):49 – 52.〔Lü Aifeng, Jia Shaofeng, Wang Suhui, et al. Relationship between streamflow in Sanjiangyuan and the indices of ENSO and PDO〔J〕. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology,2010,8(2):49 – 52.〕

〔44〕刘青春,秦宁生,靳力亚,等. 三江源地区春夏季降水与太平洋海温的关系〔J〕. 气象科技,2007,35(3):335 – 339.〔Liu Qingchun, Qing Ningsheng, Jin Liya, et al. Relationship between spring and summer rainfall in three-river source region and Pacific SST〔J〕. Meteorological Science and Technology,2007,35(3):335 – 339.〕

〔45〕张平,陈碧辉,毛晓亮. 青藏高原东侧降水与印度洋海温的遥相关特征〔J〕. 高原山地气象研究,2008,28(2):15 – 21.〔Zhang Ping, Chen Bihui, Mao Xiaoliang. The teleconnection characteristics between the precipitation on the east side of Tibetan Plateau and Indian ocean SST〔J〕. Plateau and Mountain Meteorology Research,2008,28(2):15 – 21.〕

〔46〕肖贻青,王健,姚静. 西安地区近五百年旱涝变化趋势与近百年旱涝成因分析〔J〕. 干旱区研究,2017,34(6):1 448 – 1 456.〔Xiao Yiqing, Wang Jian, Yao Jing. Trends of drought and flood in recent 500 years and their causes in recent 100 years in Xi'an〔J〕. Arid Zone Research,2017,34(6):1 448 – 1 456.〕

〔47〕Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST (1854 – 1997)〔J〕. Journal of Climate, 2004, 17(12): 2 466 – 2 477.

〔48〕Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate〔J〕. Journal of Climate, 2000,13(9):1 517 – 1 536.

〔49〕周连童,黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究〔J〕. 气候与环境研究,2003,8(3):274 – 290.〔Zhou Liantong, Huang Ronghui. Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause〔J〕. Climatic and Environmental Research, 2003, 8(3): 274 – 290.〕

Drought Reconstruction Based on Tree-Ring Width in Headwaters of the Lancang River

HUANG Xiao-mei[1], XIAO Ding-mu[2], QIN Ning-sheng[3]

(1. *Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA/Sichuan Provincial Key Laboratory for Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin, Chengdu* 610072, *Sichuan, China*;
2. *Sichuan Provincial Meteorological Observatory, Chengdu* 610072, *Sichuan, China*;
3. *Sichuan Provincial Climate Center, Chengdu* 610072, *Sichuan, China*)

Abstract: Tree-ring width residual chronology (RES) was developed from the tree-ring samples collected in Angsai Township, Zaduo County, Qinghai Province. The results of general survey showed that there was a high correlation between the tree-ring width chronology and the SPEI (June-July) at 12-month time scale. The June-July SPEI in the headwaters of the Lancang River was reconstructed from AD 1639 to 2013, and it was used to explain the 37.4% of the total SPEI variance during their common period. The cross-validation revealed that the reconstructed equation was stable. The results showed that the relatively wet periods occurred during 1694 – 1710, 1753 – 1778, 1830 – 1847, 1862 – 1872, 1892 – 1908, 1919 – 1929 and 1978 – 1989, and the relatively dry periods occurred during 1646 – 1673, 1682 – 1693, 1711 – 1731, 1735 – 1752, 1796 – 1809, 1817 – 1829, 1848 – 1861, 1873 – 1886, 1949 – 1959 and 1990 – 2000, respectively. The reconstructed SPEI series revealed that there were the significant variation periods of 30 – 64, 19 – 21, 4.2 – 4.3, 2.6 – 3.2, 2.5 and 2.2 years. Correlation analysis showed that the sea surface temperature in the middle-east equator Pacific Ocean affected significantly the dry-wet changes in the headwaters of the Lancang River. Our reconstruction was associated with the large-scale atmospheric-oceanic variability, such as the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO) and solar activity. This SPEI reconstruction could provide a long-term drought history in the headwaters of the Lancang River and serve as the scientific basis for water resources management in this semiarid region.

Key words: Lancang River; tree-ring width; SPEI reconstruction